

### 3. 平成13年（2001年）芸予地震（2001年3月24日，M6.7）

吉川 澄夫（気象研究所）

#### 1. まえがき

平成13年（2001年）芸予地震（M6.7）は、3月24日15時27分安芸灘の深さ約51kmで発生した。この地震により、震源域周辺で死者2名、負傷者288名、全壊家屋70棟等、被害総額約193億円にのぼる大きな被害をもたらされた<sup>1)</sup>。地震の概要については、気象庁<sup>2)</sup>や地震予知連絡会<sup>3)</sup>に詳しく、地震学会誌にも幾つかの論説が掲載されている<sup>4)</sup>。それら多くの文献に述べられているように、この地震はフィリピン海スラブを東西に引き裂くようにして生じたスラブ内地震である。地震発生後7年以上が経過したが、本稿では地震活動のその後の状況や、これまでに明らかになった芸予地震に関する調査報告と研究成果についてレビューを試みる。

#### 2. 本震の破壊過程と強震動分布

図1に、本震発生時の各震度観測点における震度分布を示す<sup>2)</sup>。この地震により、広島県内3カ所で震度6弱、広島県内26カ所、愛媛県内19カ所および山口県内11カ所で震度5強を観測した。また震度5弱の揺れが上記3県の他、島根県、高知県、大分県でも観測されており、スラブ内

地震の震源の深さを反映し比較的広範囲で大きな揺れが観測されたことが特徴である。

本震の際、震度5強を観測した気象庁震度観測点6ヶ所の加速度記録のスペクトルと加速度波形記録の例をそれぞれ図2aと図2bに示す<sup>2)</sup>。この図によると、呉市、松山市などで周波数1Hz程度のところにスペクトルのピークがあるのに対し広島千代田には7Hz前後にピークがあり、周波数特性が震源域の北側と南側で顕著に異なる傾向が見られる<sup>2)</sup>。この違いの原因が地盤の特性の違いによるものか、震源破壊過程に起因するかの考察については後述する。図3には、瀬戸・古村(2002)<sup>5)</sup>によるKiK-net地中観測点における加速度記録最大振幅の空間分布図を示す。これによると、余震域は破線の楕円で示されているが、最大加速度のピークの領域は震央の東側に偏る傾向を示すとされ、このような傾向は地中観測点の記録について顕著であることから地盤浅部の原因は考えにくく、偏りの原因としては、深部構造、例えばマンテルウエッジ部分における低 $Q_s$ 値の領域の存在が指摘されている<sup>5)</sup>。

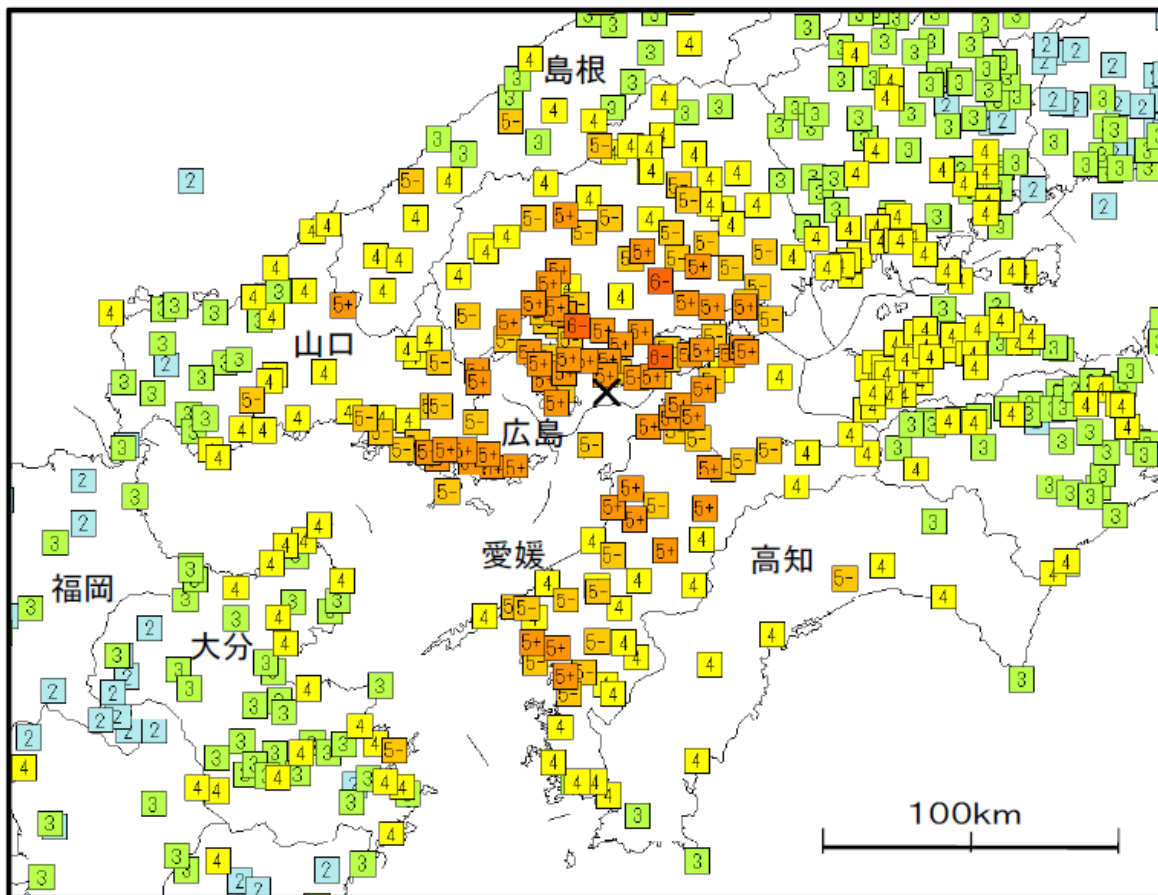


図1 本震発生時の各震度観測点における震度分布。×は震央位置。

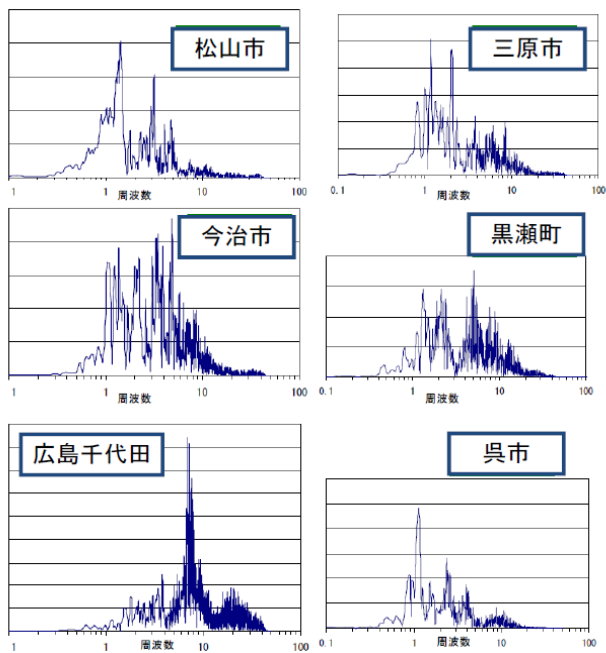


図2a 震度5強を観測した震度観測点6ヶ所の加速度記録のスペクトル。縦軸はその周波数における相対強度を任意スケールで表し、1マスの大きさは同じ値を与える。

震源破壊過程はいくつかのグループにより解析がなされている。図4には、Yagi and Kikuchi (2001)<sup>6)</sup>の例を示す。これらの共通の結果として、破壊は震源域北部の深さ約50km付近から開始し、滑りは南側の一方向へ進行したと考えられている。主たるアスペリティについては、遠地実体波の解析結果<sup>7)</sup>、KiK-netおよびK-NETの近

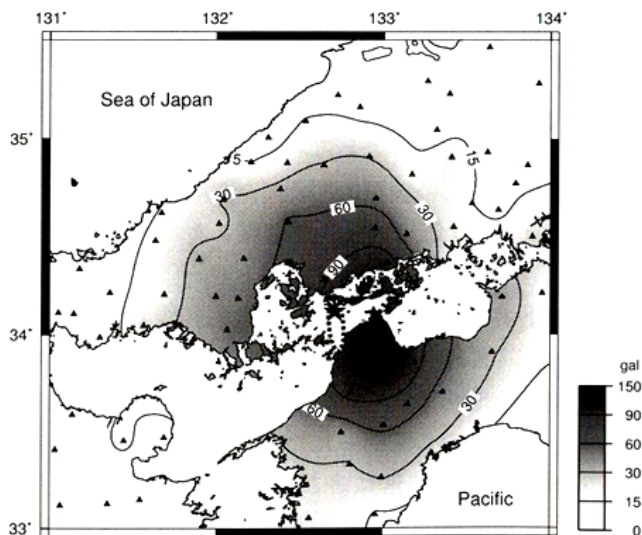


図3 KiK-net観測点(地中設置:▲印)の最大加速度の分布。芸予地震の余震域を破壊線の楕円で示す。額瀨・古村(2002)<sup>5)</sup>から引用。

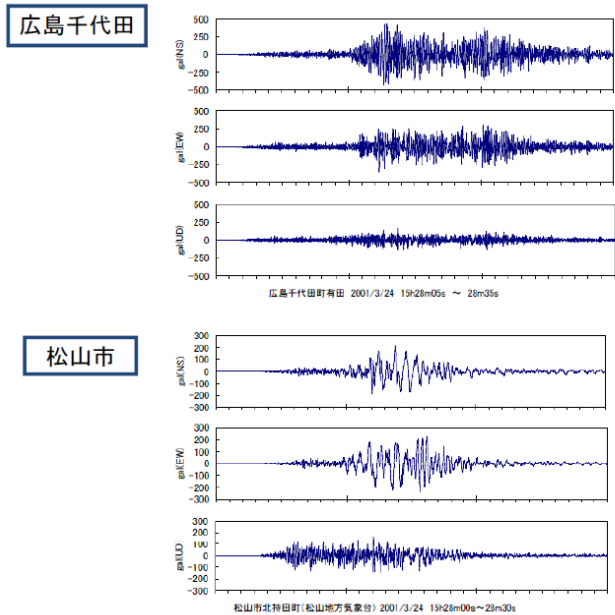


図2b 加速度波形記録の例。広島千代田と松山市各地点の波形の南北、東西、上下各成分を示す。縦軸はgal。

地強震波形解析の結果<sup>8) 9)</sup>ならびに遠地実体波およびK-NETの併合処理の結果<sup>6)10)</sup>では、それぞれ詳細な分布に違いが見られるものの、おおむね北側の1か所と南側の1~3か所と見られている。モーメント解放量については、

### The Geiyo Earthquake in 2001

Moment =  $0.1383E+20$ (Nm),  $M_w = 6.7$   
 (Strike,Dip,Slip) = (179.0, 55.0, -77.8)

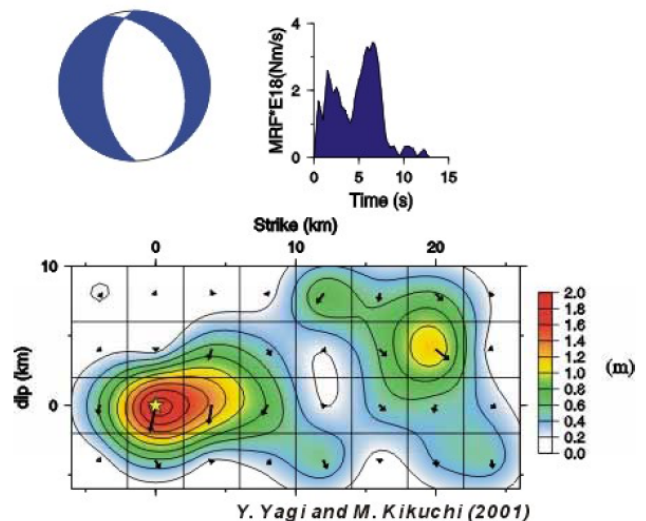


図4 震源破壊過程の解析結果の例。Yagi and Kikuchi (2001)<sup>6)</sup>から引用。上左) 発震機構、上右) モーメントレート関数、下) 滑り分布。星印(0,0)は破壊開始点。コンターの間隔は0.15m。

1~3×10<sup>19</sup>[Nm], モーメントマグニチュードについては6.7~6.9, とそれぞれ推定され, 滑り量は1.5~2.4mと推定されている. Kakehi (2004)<sup>9)</sup>は, 詳細な速度構造を使用すると共に, 破壊面として南側が北側に対して西に屈曲する形状を仮定した上で解析した方が理論波形と観測波形の一致が良いとしている. その解析結果によると, アスペリティは, 破壊開始点となる北側のスラブ地殻とマントル境界付近にあるほか, 南側はスラブ地殻とスラブマントル内にそれぞれ1か所存在するとしている.

前述の加速度波形の南北の特徴の違いについては, 破壊開始点に近い北側観測点の方が継続時間が長くなると共に, アスペリティ近傍であるため高周波成分を含む一方, 破壊進行方向の前方にあたる南側観測点では単純な波形を示し高周波成分が相対的に小さくなる傾向を示すことから, 破壊過程を反映したものと考えられている<sup>11)</sup>.

### 3. 余震活動域と過去の地震発生の時系列

図5 に芸予地震発生後から約1ヶ月間の余震についてDD法<sup>12)</sup>により再決定した震源分布を示す. この図によれば, 余震活動域はほぼ南北方向に約20kmにわたって筋状の広がりを示していることがわかる. また, 鉛直断面図

からは震源域が西へ傾斜する幅10~15kmの平面状に分布していることが鮮明に見て取れる. 本震のメカニズムがほぼ東西に張力軸をもつ正断層型であることから, 西側に傾斜する断層面で滑ったと推定される. 震源域を3つに分割し, この鉛直断面を北から南に順にみると破壊域はほぼ南北に分布するものの, 南の領域では主たる破壊面の西側近傍にはほぼ鉛直の震源分布が見られる. すなわち南の領域では一枚ではなく複数の断層面が発生したという見方ができる. このような南北の震源域に見られる特徴の違いは, 断層面が西に屈曲しているというKakehi<sup>9)</sup>の指摘と矛盾しない. さらに, 断層面の西への屈曲は南部の余震の中に横ずれ断層型の地震も含まれていることとも符合する.

本震発生後, 3月25日19時19分のM4.4 (最大震度4), 26日05時40分のM5.2 (最大震度5強) 等, 比較的規模の大きい余震が数日間発生したが, 3月末には震度1以上を観測する余震の発生回数は1日当たり0~1 回程度となり, 余震活動は順調に減衰した. 余震活動の減衰の度合いを示す改良大森公式のp値は1.03であり, 標準的~やや減衰が遅い部類である<sup>2)</sup>.

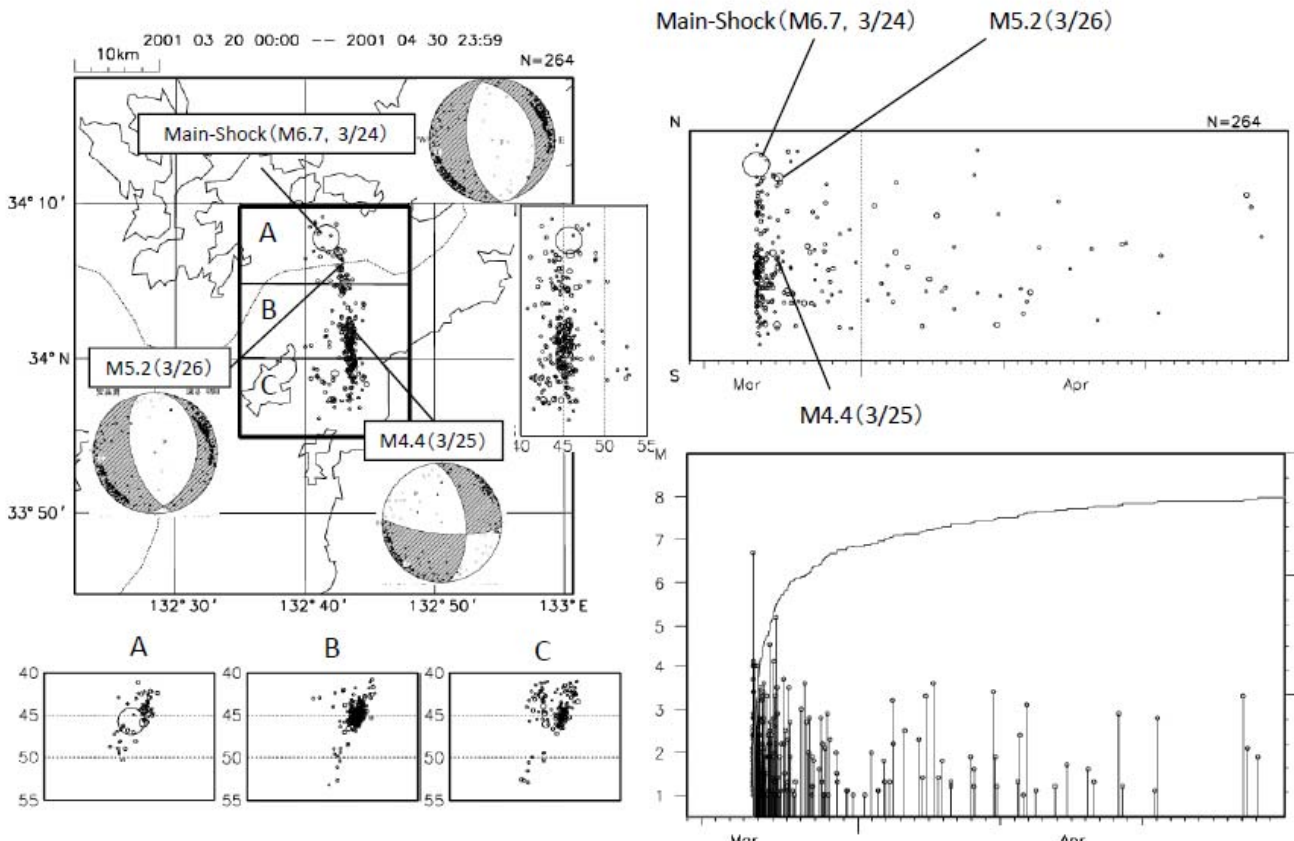


図5 芸予地震の余震分布および活動経過図. 深さ 30km-70km, マグニチュード 1.0 以上の地震を表示. 震源はDD法により再決定. 発震機構は下半球投影. 断面図は余震活動域を領域A, B, Cについて示す.



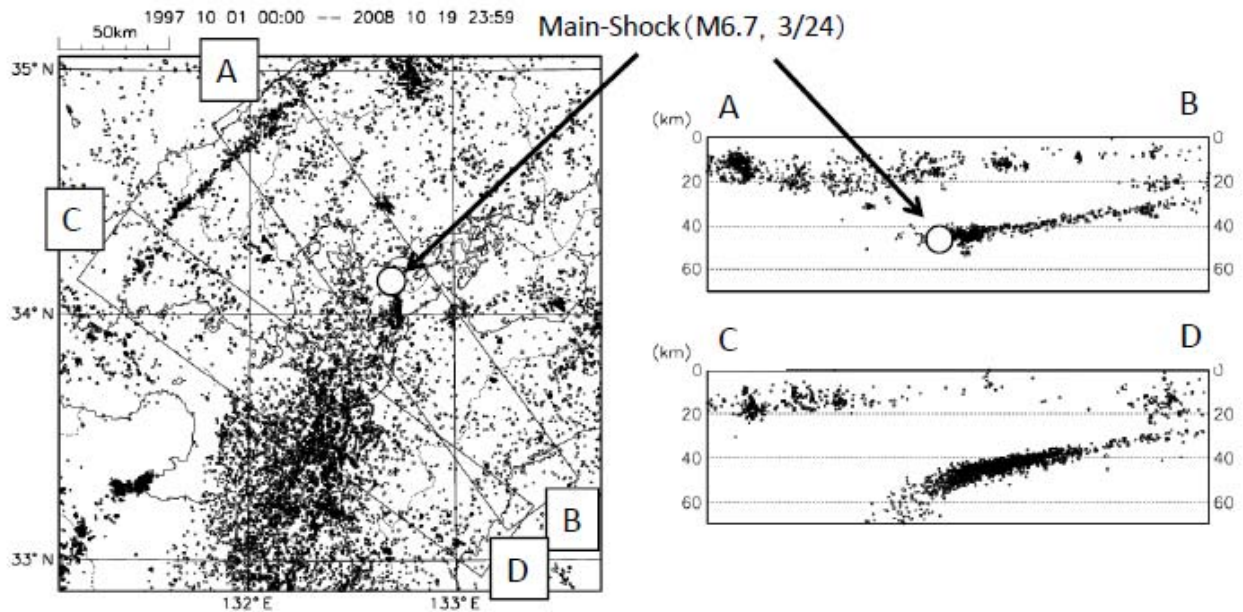


図6 芸予地震の地震活動域と広域の震源分布. マグニチュード1.0以上の地震を示す. A  
 - B断面図の○印が本震の震源位置.

図6は芸予地震の余震活動域と広域の震源分布に併せて本震の震源位置を示す. A-B, C-D, 2方向の鉛直断面図を同図右に示す. A-B断面図から, 本震の震源位置がフィリピン海スラブ地震活動域の先端付近にあることがわかる. 一方, C-D断面図では九州下方に沈み込むフィリピン海スラブの屈曲が見られる. 後述するように, スラブ内地震活動は芸予地震震源域を境として西側に広がっており, この付近がフィリピン海スラブ沈み込みの始まる境界であることが推定される.

今回の地震活動域である安芸灘周辺は, 最近の地震活動を見る限りあまり活発な領域ではなかったが, 1905年の芸予地震 (M7.2-7.3) とその余震や1949年M6.2の地震などが発生している. また震央位置は不確かであるが, 安芸灘とその周辺では, 1649年 (慶安2年), 1686年 (貞享2年), 1857年 (安政4年) などにもM7クラスの地震が発生している<sup>13)</sup>. しかし同じタイプの発震機構によるかどうかは不明であり, いわゆる繰り返し地震とは断定できない.

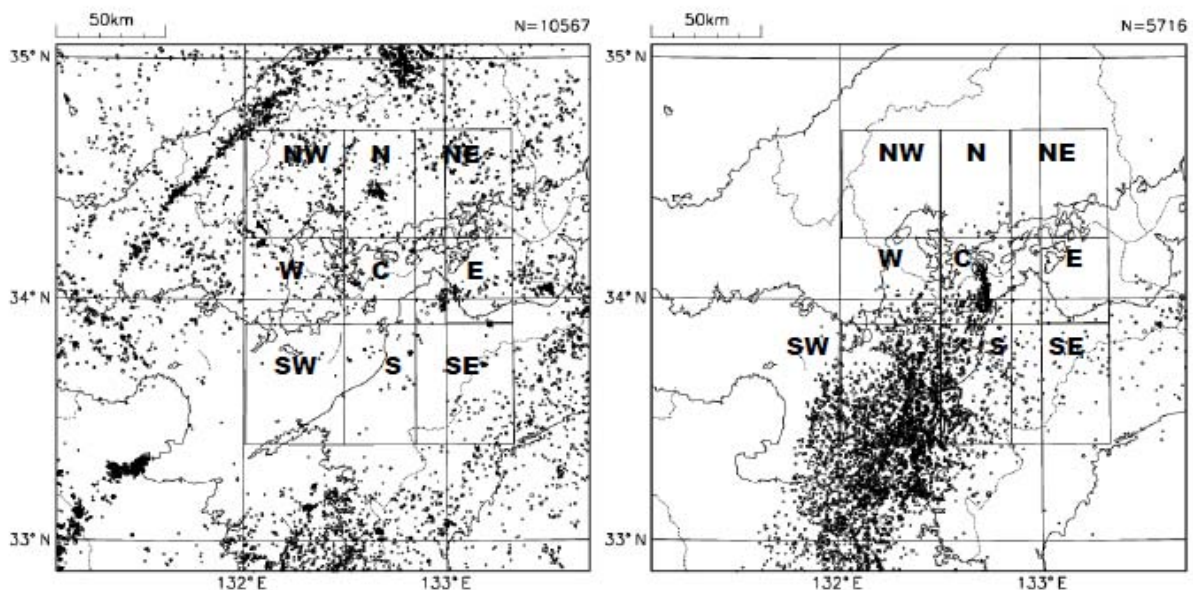


図7a 1997年10月以降の芸予地震余震域と周辺の領域における地震活動. マグニチュード1.0以上の地震を示す. 左側は地殻内 (深さ0-35km) の震央分布, 右側はスラブ内 (深さ35-70km) の震央分布.

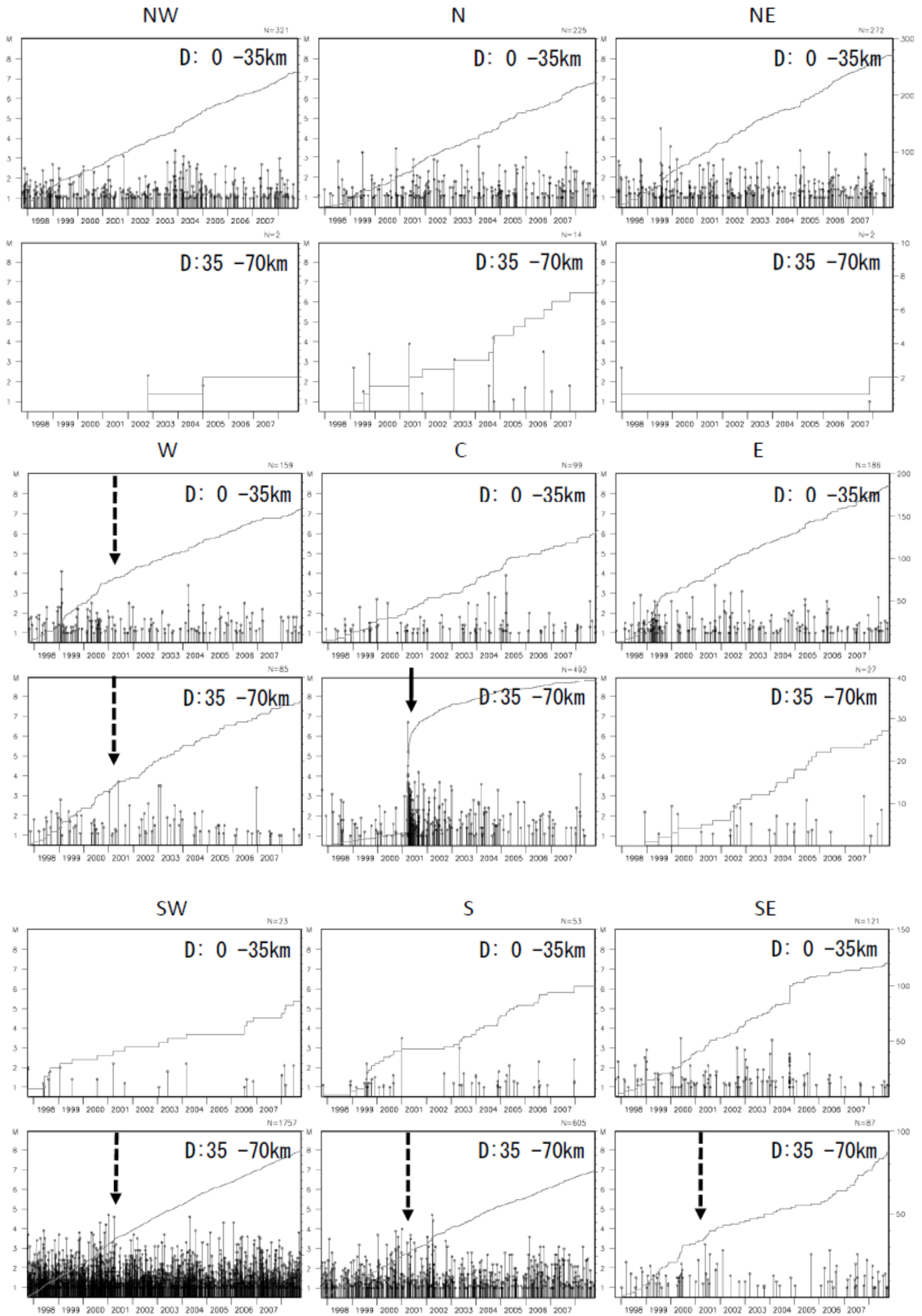


図7b 気象庁地震観測波形データ一元化以降の芸予地震余震域と周辺の領域における地震活動経過. 上段がNW, N, NE各領域, 中段がW, C, E各領域, 下段がSW, S, SE各領域のM-T図をそれぞれ示す. 各段で上の枠が地殻内, 下の枠がスラブ内の地震活動を表す. 実線と破線の矢印は本震発生時を示す.

#### 4. 芸予地震前後の地震活動の変化

図7aとbに1997年10月（一元化業務開始）以降の芸予地震余震域と周辺における地震活動の推移を示す。図7aに示すように、地殻内の活動とスラブ内の活動とは明瞭に異なる。さらにスラブ内の地震活動は芸予地震の余震活動域を境界とするごとく西側に広がっており、東西に非対称的である。そこで地殻内とスラブ内それぞれの活動を東西、南北の各小領域に分割して見ていくことにする。以下では本震の余震活動域（C）と周辺8領域（NW, N, NE, W, E, SW, S, SE）の活動を見る。

図7bには各領域上層と下層、すなわち深さ0-35km（地殻内）と深さ35-70km（スラブ内）の活動を示す。まず本震の震源域付近（C）の活動に注目する。図7b中段の震源域付近（C）のスラブ内の地震活動のM-T図によれば、本震発生から7年の経過後もM4クラスの地震が発生しているがおおむね減衰傾向にある。これに対し震源域直上の地殻内は本震発生後も顕著な変化が見られない。震源域の東側（E）の地殻内では1998年から1999年にかけて若干活発な時期が見られるものの、その後現在まで定常的な活動が続いている。東側領域のスラブ内の活動は非常に不活発である。これに対して西側（W）の活動は、地殻内とスラブ内共、2000年中頃までは活発であったのが、それ以後活動が低下している。芸予地震発生との直接の関連は不明であるが、地震発生後の西側の起震応力の低下を反映している可能性がある。

南側（SW, S, SE）では地殻内が不活発であるのに対して、南西側（SW）と南側（S）のスラブ内が特に活発である。また、いずれの南側領域（SW, S, S

E）でも2001年以降活動が若干低下している様子が見られる。これも地震発生後の起震応力の低下を反映している可能性がある。

北側（NW, N, NE）のスラブ内は殆ど活動が見られないのに対し、地殻内はほぼ定常的に活発な活動を示している。また本震の発生時期を境に顕著な活動の変化は認められない。

以上のように、いずれの領域についても今回の地震に先立って関連する地震活動の活発化もしくは静穏化の傾向は特段認められなかったが、本震発生後の地震活動の低下が南側スラブ内で顕著に現れていると見ることができると見られる。

#### 5. 芸予地震に関連する地殻活動

国土地理院のGPS連続観測網（GEONET）は1990年代から急速に展開が進められてきており、今回の地震発生に関しても高密度観測網により震源域とその周辺で明瞭な地殻変動が観測された<sup>14)</sup>。図8に芸予地震前後のGPS観測値と断層モデル<sup>14)</sup>により計算される面積歪を示す。断層モデル<sup>14)</sup>は震源分布や発震機構などから西傾斜の断層領域を想定し、それ以外のパラメータをインバージョンにより推定したものであり、一様な滑り分布を仮定している。この図によると、観測値（OBS）では、縮みの領域が震央付近の海域に、膨張の領域が中国・四国地方の陸地にそれぞれ見られる。計算値（CAL）では、震源断層の直上とその付近は大きな縮みが現れ、断層を囲む領域では東西に卵型の膨張域が生じる。観測値と計算値は一見異なるように見えるが、断層モデルが一様な滑り分布を仮定し

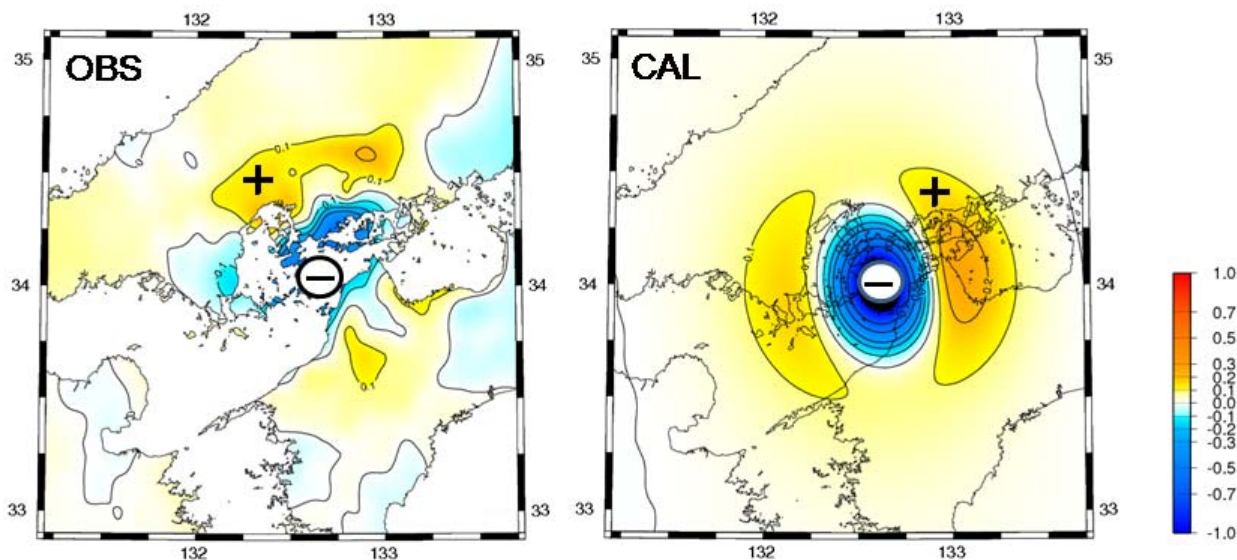


図8 芸予地震前後のGPSの観測データに基づく面積歪の変化(OBS)と国土地理院(2001)<sup>14)</sup>の断層モデルから計算される面積歪の変化(CAL)。歪の単位は $10^{-6}$ 。伸びを(+), 縮みを(-)で表す。作図にはGMT<sup>15)</sup>を使用。



ていること、震源がスラブ内にあつて地殻と物質定数が異なること、GPS観測値の誤差やばらつきなどを考慮すれば、観測された歪分布は地震時の応力解放による弾性的な歪変化をおおむね示しているといふことができる。なおGPSの観測では今回の地震に関連する前兆的な地殻変動が観測されたといふ報告はない。

一方でGPS観測以外の地殻活動に関する報告例には電磁気現象と地下水位・歪観測に関するものがある。吉田・西(2002)<sup>16)</sup>は広島におけるVHF帯の電磁波について地震前の異常変化の出現を報告している。しかし電磁波の発生源が本震の震央とは異なる方向にあるといふ点で検討の必要性を認めている。小泉・他(2002)<sup>17)</sup>は、近畿および周辺地域における21か所の地下水・歪観測井において芸予地震と同時に水位変化および歪変化を記録したことを報告しており、断層モデルから推定される理論値に対して観測値が数倍から数分の一の範囲で一致したと述べている。しかしながら地震発生前の変化は認められていない。

## 6. スラブ内地震としての芸予地震

スラブ内地震という視点で芸予地震を見ると、他の地域のスラブ内地震、例えば1993年の釧路沖地震、1994年の北海道東方沖地震、2008年の岩手県北部沿岸地震などと地震を発生させた応力場は異なる。これらの北海道、東北日本に発生したスラブ内地震は、いずれも地殻内と同じ東西ないし北西-南東方向の圧縮応力場<sup>18)</sup>で逆断層運動を伴い発生した。西南日本においても地殻内は(九州の地溝帯や島嶼部を除いて)一般に東西もしくは北西-南東圧縮応力場にあるのに対して、スラブ内は東西もしくは北東-南西の引張応力場<sup>19)</sup>であり、最大圧縮応力の向きが互いにほぼ直角に異なる応力場の下にある。芸予地震は地殻内の圧縮応力場に抗するごとくスラブ内張力場で生じた地震といふことになる。このように西南日本におけるスラブ内張力場をもたらす原動力については、スラブの沈み込みを引き起こすプレート運動が第一義的に考えられるが、佃・三浦(2002)<sup>20)</sup>はフィリピン海スラブの北西方向への沈み込みの際のベンディングが原因であるとする説を述べている。

## 7. 終りに

芸予地震に関する最近までの研究成果についてまとめてみた。今回の地震は、防災科学技術研究所のK-NETとKiK-netが高密度に展開された直後に起きた地震であることから、強震計の波形記録を用いた震源過程解析が盛んに行われた。スラブ内の地震といふ若干解析には不利な条件ではあったにも関わらず詳細な滑り分布が明らかになった。気象庁の地震計データ一元化業務も1997年10

月以降開始されており、芸予地震の震源域周辺の地震活動の経過について詳細が知られるようになった。しかし地震活動には本震に先立つ活発化や静穏化などの現象が認められなかった。一方すでにGPS観測網や地下水・歪観測井戸が多点に展開されていたが、地殻変動や地殻活動には電磁気現象を除いて前兆現象の報告例がなかった。スラブ内の地震であり地表から遠い場所であったことが前兆現象の発見を一層困難にしたと思われる。しかしながら震源域とその周辺ではM7クラスの地震が度々発生してきたことから、震度6弱程度の揺れを発生させる同規模の地震の発生には今後も注意していく必要がある。

## 謝辞

本稿をまとめるにあたり、気象庁一元化震源のデータを使用した。DD法による震源計算は気象庁地震火山部山田安之氏による。

## 参考文献

- 1) 消防庁, 2002. 平成13年(2001年)芸予地震(確定報)
- 2) 気象庁, 2001. 平成13年(2001年)芸予地震. 気象庁地震・火山月報(防災編), 平成13年3月.
- 3) 地震予知連絡会, 2001. 地震予知連絡会会報, **66**.
- 4) 地震学会, 2002. 特集:2001年芸予地震. 地震第2輯, **55(2)**, 89-127.
- 5) 額野一幸・古村孝志, 2002. 2001年芸予地震の強震動分布と深部地下構造. 地震第2輯, **55(2)**, 97-105.
- 6) Yagi and Kikuchi, 2001. Rupture Process of The Geiyo Earthquake of March 24, 2001 (Mw 6.7) (Revised on March 9, 2001).
- 7) 菊地正幸・山中佳子, 2001. 遠地実体波解析(再改定版) - 2001年3月24日芸予地震(Mj6.4). EIC地震学ノートNo. 102.
- 8) 関口春子・岩田知孝, 2002. 2001年芸予地震の破壊過程と強震動. 月刊地球, 号外**38**, 西日本の地震活動, 239-246.
- 9) Kakehi, Y., 2004. Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data: Detailed rupture process of a slab earthquake in a medium with a large velocity contrast, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08306, doi:10.1029/2004JB002980, 2004.
- 10) Miyatake, T., Y. Yagi, and T. Yasuda, 2004. The dynamic rupture process of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, **31(12)**, 10.1029/2004GL019721.
- 11) 寛楽磨, 2003. 2001年芸予地震の詳細な震源過程と強震動との関連. 神戸大学都市安全研究センター研究報告, **7**, 195-200.

- 12) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2001. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bull.Seismol.Soc.Am.*, **90**, 1353-1368.
- 13) 地震調査委員会, 1997. 日本の地震活動 : 被害地震から見た地域別の特徴, 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会・編集, 発行, 財団法人地震予知総合研究振興会・地震調査研究センター, 390ページ.
- 14) 国土地理院, 2001. 中国・四国・九州地方の地殻変動. 地震予知連絡会報, **66**, 486-512.
- 15) Wessel,P. and W.H.F.Smith, 1991. Free software helps map and diplay data. *EOS Trans. AGU*, **72**, 445-446.
- 16) 吉田彰顕・西正博, 2002. 2000年鳥取県西部地震および2001年芸予地震に関連したVHF帯電磁現象の観測. 地震第2輯, **55(2)**, 107-118.
- 17) 小泉尚嗣・北川有一・高橋誠・佐藤努・松本則夫・伊藤久男・桑原保人・長秋雄・佐藤隆司, 2002. 地震第2輯, **55(2)**, 119-127.
- 18) Sagiya,T., S.Miyazaki and T.Tada, 2000. Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan. *Pure appl. Geophys.* **157**, 2302-2322.
- 19) 気象庁地震予知情報課, 2001. 「平成13年(2001年)芸予地震」(2001年3月24日M6.7). 地震予知連絡会報, **66**, 472-479.
- 20) 佃為成・三浦勝美, 2002. 2001年芸予地震とプレートの曲げモーメント. 地震第2輯, **55(2)**, 91-96.